

УДК 551.248.031

Н.А. Божко¹

О ДВУХ ТИПАХ СУПЕРКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЦИКЛОВ

Анализ тектонических событий последних 3 млрд лет истории Земли обнаруживает проявление двух типов суперконтинентальных циклов (СЦ) в ходе суперконтинентальной цикличности с периодом 400 млн лет, различающихся степенью раскола суперконтинента, начинающего цикл. СЦ первого типа характеризуются глобальным рассредоточенным распадом суперконтинента на относительно многочисленные континенты и океаны. СЦ второго типа характеризуются неравномерным, «неполным» распадом суперконтинента, когда его значительная площадь остается вне распада. Такие типы СЦ до рубежа около 700 млн лет последовательно сменяли друг друга, составляя попарно мегациклы продолжительностью 800 млн лет. Различная степень фрагментации суперконтинентов, отраженная в двух типах СЦ, возможно, обусловлена неравномерным разогревом мантии при теплоэкранирующем эффекте, создаваемым суперконтинентом.

Ключевые слова: суперконтинент, суперконтинентальный цикл, орогенический пояс, орогенические эпохи, распад суперконтинента, разогрев мантии.

Tectonic events in the last 3000 Ma indicate two types of supercontinent cycles manifested during the supercontinental cyclicity 400 Ma: one in which breakup of the supercontinent occurs globally into numerous small fragments and one in which such breakup takes place incompletely while a large area of a supercontinent remains unfragmented, due to insufficient mantle shielding. These cycles alternated in time forming megacycles of 800 Ma.

Key words: supercontinent, supercontinent cycle, orogenic belt, orogenic phase, fragmentation, mantle heating.

Введение. В круге проблем суперконтинентальной цикличности определенное место занимает типизация суперконтинентальных циклов (СЦ). Эту проблему обозначил К. Конди [Condie, 2002], который, анализируя события последнего миллиарда лет, впервые отметил различие между отдельными СЦ, заключающееся в степени распада суперконтинентов, вовлеченных в циклы, причем он рассматривал это вне определенной суперконтинентальной цикличности.

В статье это явление анализируется в масштабе 3 млрд лет истории Земли, с несколькими других позиций и на фоне суперконтинентальной цикличности с периодом 400 млн лет [Божко 2001, 2007, 2009]. Суперконтинентальный цикл, лежащий в основе этой цикличности, понимается как кругооборот процессов в литосфере, вначале приводящих к объединению всех существовавших на Земле разобщенных континентальных масс в единый суперконтинент, а на заключительной стадии — к его фрагментации и распаду. Следовательно, в общем виде структура СЦ состоит из двух стадий (таблица). Первая — собственно суперконтинентальная — стадия (I) соответствует уже собранному суперконтиненту и состоянию один суперконтинент—один суперокеан. Она включает фазу интеграции, отражающую полное завершение сборки, консолидацию суперконтинента и фазу деструкции, в которой намечаются тенденции его будущего распада в виде прогрессирующего континентального рифтогенеза. Вторая — межсуперкон-

тинентальная — стадия (II) соответствует состоянию несколько континентов — несколько океанов. Она содержит фазу фрагментации, которая отражает картину распада суперконтинента при господстве процессов спрединга и фазу конвергенции — длительный этап сборки нового суперконтинента при доминирующей роли субдукции, для каждой фазы имеются геологические индикаторы [Божко, 2009].

Представления о цикличности в докембрии вытекают из глобальных пиков изотопных определений возраста пород. Наиболее крупные и глобально пространственные пики изотопных определений — интервалы 2,7–2,6; 1,9–1,8 и 1,2–1,1 млрд лет. Именно эти интервалы рассматриваются как соответствующие эпохам сборки суперконтинентов Кенорландия (Пангея-0), Колумбия (Пангея-1) и Родиния. Кроме этих «общепринятых» суперконтинентов различные исследователи выделяют другие — Ур, Ваалбара, Ятулия. Готия, Паннотия и пр., их существование доказывается меньшим распределением радиометрических датировок.

Все эти датировки получены главным образом из магматических и метаморфических образований и отражают эпохи диастрофизма (складчатость, метаморфизм, магматизм) в орогенических поясах, развивавшихся на ювенильной коре океанов, о чем свидетельствует присутствие в них офиолитов начная с позднего архея. Число орогенических поясов в СЦ, развивавшихся по циклу Вильсона, служит

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, профессор; e-mail: bozhko@yandex.ru

Суперконтинентальные циклы

Млн лет	Стадии цикла	Орогенические пояса		Орогении (эпохи складчатости)
		Северное полушарие	Южное полушарие	
170	II	Циркум-Тихоокеанский пояс Альпийско-Гималайский пояс		СЦ 320±80 млн л.н. Кайнозойская орогения, эпиплатформенный орогенез
		Северная и Центральная Атлантика, Арктический океан	Южная Атлантика, Индийский океан, Южный океан	
320	I	Пангея		
570	II	Салаириды ↑	Каледониды ↑	СЦ 720–320 млн л.н. <i>Орогении:</i> таконская, акадская, аллеганская, герцинская, киммерийская, каледонская, салаирская и др.
		Герциниды ↑	Ранние киммериды ↑	
			Поздние киммериды ↑	
720	I	Паннотия 750–620 (550) млн л.н.		
970	II	850–750 (600) млн л.н.		СЦ 1120–720 млн л.н. <i>Орогении:</i> цзиньянская (850–750 млн л.н. — главная эпоха), панафриканская, панбразильская (750–620 млн л.н. — главная эпоха), кадомская, бальская
		Енисейский кряж ↑	Цзяннанский пояс ↑	
		Перигондванский ↑	Кадомский пояс ↑	
		Антиатлас ↑	Бразилиды ↑	
		Фарузида ↑	Бассариды ↑	
		Западные конголиды ↑	Катангиды—дамариды ↑	
		Восточно-Африканский ороген ↑		
1120	I	Родиния 1150–1000 млн л.н.		
1370	II	Южно-Китайский ↑	Пояс Намаква–Наталь ↑	СЦ 1520–1120 млн л.н. <i>Орогении:</i> гренвилльская, иссидонская, дальсландская, кибарская, делийская, уруаканская, сибо
		Свеконорвежский ↑	Олбени Фрезер ↑	
		Гренвилльский ↑	Кибариды, ирумиды ↑	
		Иссидонский ↑	Пояс Аравалли–Дели ↑	
			Антарктический (Мод) ↑	
			Уруасанский ↑	
1520	I	Готия		
1770	II	Готско-лабрадорский, 1620–1555 ↑	Коллаж блоков Австралии и Антарктиды, 1650–5100 ↑	СЦ 1920–1520 млн л.н. <i>Орогении:</i> готская, лабрадорская, пинварианская, Риу Негру–Джуруена, оларинская, каранская, лебигская и др.
			Сатпурекий, Восточно-Гатский, 1600–1500 ↑	
			Ипембе, Намибия, 1600–1450 ↑	
			Делийский, 1650 ↑	
			Риу Негру–Джуруена, 1550 ↑	

Млн лет	Стадии цикла	Орогенические пояса		Орогении (эпохи складчатости)	
		Северное полушарие	Южное полушарие		
1920	I	Колумбия (Пангея-1)			
		1900–1800 млн л.н.			
2170	II	↑ Свектофеннский ↑ Пенокийский ↑ Трансгудзонский ↑ Нагуктокидский ↑ Уопмей ↑ Лапландский ↑ Акипканский ↑ Северо-Китайский	2100–2000 млн л.н. ↑ Бирримский ↑ Трансамазонский ↑ Усагара–Убенди ↑ Магонди ↑ Уагума ↑ Лимпопо	СЦ 2320–1920 млн л.н. Орогении: свектофеннская, пенокийская, трансгудзонская и др. (1900–1800 млн л.н.); эбурнейская, трансамазонская и др. (2000–2100 млн л.н)	
2320	I	Ятулия			
2570	II	↑ Северо-Китайский пояс, ~2450 (?) ↑	↑ Ороген Голер, 2420 ↑ Восточно-Антарктический пояс, 2450–2350 ↑ Центрально-Индийская зона, 2450 ↑ Нейпирско-Индийский, ~2400 ↑ Аравалли-Деллийский пояс, 2444 ↑ Добирримий (Дабакала), 2312 ↑	СЦ 2720–2320 млн л.н. Орогении: слифордская и др.	
2720	I	Кенорландия (Пангея-0)			
		~ 2750–2700 млн л.н.			
2970	II	↑ ГЗО Сьюпириор ↑ ГЗО Слейв ↑ Карельская ГЗО ↑ ГЗО Алданской провинции ↑ Беломорский пояс ↑ ГЗО Мурманской провинции ↑ Сино-Корейская ГЗО ↑ Шарьжалгайский блок ↑ ГЗО Становой области ↑ Сутамский пояс ↑ ГЗО Зимбабве ↑ ГЗО Карнатака ↑ ГЗО Йилгарн ↑ ГЗО Сан Франциску ↑ Пояс Лимпопо ↑ ГЗО Конто ↑ ГЗО Долома ↑ ГЗО Касаи ↑ ГЗО Мен ↑ Центрально-Амазонская ГЗО	~ 2750–2700 млн л.н.	СЦ 3120–2720 млн л.н. Орогении: кеноранская, либерийская и др. Аккреции в гранит-зеленокаменных областях. Коллизии в гранулитовых поясах	
3120	I	Вaalбара (Ур)			

Примечание. I — Собственно суперконтинентальная стадия суперконтинентального цикла; II — межсуперконтинентальная стадия суперконтинентального цикла.

таким образом определенным показателем числа палеоокеанов и, следовательно, степени распада предшествовавшего суперконтинента.

С этих позиций последовательно рассмотрим данные о событиях в межсуперконтинентальных стадиях различных СЦ с архея, не касаясь истории самих суперконтинентов.

Суперконтинентальные циклы в истории Земли (таблица). СЦ 3120–2720 млн л.н. На уровне около 3 млрд лет назад (л.н.) отмечается существование суперконтинента, именуемого Ур [Rogers, 1996], Ваалбара [Zegers et al., 1998], Белингвия. [Божко, 2001]. Его распад выразился в создании и развитии

гранит-зеленокаменных областей (ГЗО), ныне присутствующих на щитах всех континентов в составе архейских кратонов. Строению и эволюции этих структур посвящена обширная литература.

В процессе развития ГЗО возникли три генерации зеленокаменных поясов, наиболее многочисленная из них — последняя, позднеархейская, сформированная в интервале 2700–2650 млн л.н. К этому рубежу завершилось образование сиалической коры кратонов Сьюпириор, Слейв, Карельского, Алдано-Станового, Каапваальского, Зимбабве, Леано-Либерийского, Сан-Франциску, Йилгарн и др. [Khain, Vozhko, 1996]. К позднему архею относится также развитие

древнейших коллизионных структур — гранулитовых поясов, отмеченных высокобарическим гранулитовым метаморфизмом (Беломорский, Лимпопо, Восточно-Гатский, Становой, Сноуберд и др.) [Слабунов, 2008; Докембрийская геология СССР, 1988; Barton et al., 1994; Korf, 2002]. Аккреции в гранит-зеленокаменных областях и коллизии в гранулитовых поясах привели к наиболее продуктивному в истории Земли формированию континентальной коры и необычайно широкому проявлению гранитизации, так называемому гранитному буму. Это событие по времени соответствует диастрофизму, который в литературе именуется кеноранской орогенцией. Кратонизация в конце архея при завершении СЦ 3120–2720 млн л.н. привела к стягиванию сиалического слоя в новый суперконтинент Кенорландия (Пангея-0).

СЦ 2720–2320 млн л.н. Этот суперконтинент относится к разряду общепризнанных. Его впервые выделил под названием Пангея-0 В.Е. Хаин [Khain, Vozhko 1996], но в настоящее время в мировой литературе преобладает название Kenorland, что в русскоязычной литературе соответствует Кенорландии.

Распад этого суперконтинента не был столь масштабным и глобальным, как в предыдущем цикле при распаде Ваалбары. Новообразованием молодых океанов была охвачена лишь территория современных Южной Австралии, Антарктиды, Индии, Северного Китая и, возможно, Западной Африки. В этих областях имело место дробление архейской коры с новообразованием океанических бассейнов и пассивных окраин.

С рубежа около 2,5 млрд л.н. фиксируются конвергентные процессы и коллизионный гранулитовый метаморфизм. Происходит слияние Южно-Индийского и Северо-Индийского кратонов вдоль Центрально-Индийской тектонической зоны, включавшей Восточно-Гатский и Аравалли-Делийский орогенические пояса. В результате образовался позднеархейский континент, в состав которого входила и Восточная Антарктида [Stein et al., 2004; Fanning et al., 1996; Barley et al., 2005]. В пользу этого свидетельствует гранулитовый метаморфизм Нейпирского комплекса в интервале 2500–2400 млн л.н. [Asami et al., 2002]. Замыкание океанических бассейнов на юге Австралии завершилось слиффордской орогенцией (2420 млн лет) и образованием неократона Голер [Swain et al., 2005]. Имеются данные о корообразующих добирримских процессах на уровне 2312 млн л.н. в Западной Африке [Gasquet et al., 2003].

Конвергентные процессы этого цикла в Лавразии проявились слабо, в основном в виде тектонотермальной переработки коры щитов за исключением, возможно, Северного Китая где, по мнению некоторых исследователей, в результате слияния Западного и Восточного блоков произошло формирование Транссеверокитайского орогенического пояса, сопровождавшееся гранулитовым метаморфизмом [Kusky, Li, 2003; Swain et al., 2005; Zhai et al., 2003].

Кульминацией всех конвергентных процессов на уровне ~ 2,4 млрд л.н. стало образование нового суперконтинента [Barley et al., 2005].

СЦ 2320–1920 млн л.н. Этот суперконтинент автором был назван Ятулия [Божко, 2009]. Его распад, как и в случае Ваалбары, привел к океанообразованию в различных частях Земли, созданию многочисленных океанических бассейнов, разделявших континентальные фрагменты. Закрытие этих бассейнов, отмечено многочисленными орогениями в интервале 2100–1800 млн л.н., фиксирующими сборку нового суперконтинента, которая происходила в два этапа. Распад суперконтинента Ятулия шел неравномерно. Раньше произошли раскрытия в южной полусфере, преимущественно в западной части Гондваны. Здесь заложились Бирримский орогенический пояс Западной Африки и его продолжение в Южной Америке в виде пояса Марони–Итаколуми, Трансамазонского пояса Южной Америки, поясов Магонди и Убенди–Усагара в Африке. На уровне около 2,2–2,0 млрд л.н. в указанных подвижных зонах происходили коллизионные процессы, отмеченные эбурнейской и трансамазонской орогениями. В центральной зоне пояса Лимпопо, в поясах Магонди и Убенди–Усагара коллизии сопровождалась высокобарическим гранулитовым и эклогитовым метаморфизмом [Barton et al., 1994; Mapeo et al., 2001; Boniface, Schenk, 2007; Moeller et al., 1995]. В центральной части Гайанского щита, в районе Уатума–Анауа фиксируется проявление орогенического коллизионного магматизма в интервале 1975–1968 млн л.н., отмечающего амальгамацию террейнов Трансамазонского, Центрально-Амазонского и Анауа [Almeida et al., 2007]. Указанные процессы завершились созданием мегаконтинента Атлантика [Rogers, 1996], в конце цикла вошедшего в состав нового суперконтинента.

Распад северной (в современных координатах) части Ятулии произошел на 70 млн лет позже ее южной части, но в более значительном масштабе. Раскрытия океанов фиксируются комплексами пассивных окраин Коронейшн, Волластон, Гурон, Калевий и др. (~2 млрд л.н.). При этом процессам растяжения и формированию рифтогенных структур в континентах северного ряда отвечает по времени развитие вышеуказанных коллизионных процессов в гондванских материках.

В конце цикла в результате Трансгудзонской (около 1,8 млрд л.н.) и синхронных орогений были образованы многочисленные складчатые пояса. К этой генерации относятся Трансгудзонский, Пенокийский, Уопмей, Унгава, Торнгайт, Насуктокидский, Свекофеннский пояса Лаврентии и Балтики [Khain, Vozhko, 1996], Акитканский и другие коллизионные орогенны Сибири [Докембрийская геология СССР, 1988], Транссеверокитайский ороген и полная амальгамация Северо-Китайского кратона на уровне 1,85 млрд л.н. в результате лулянкой орогенции [Wan et al., 2006; Zhao et al., 2002; Zhai et al., 2003; Trap et al., 2007].

Пенокийская орогения в районе оз. Верхнее началась 1880 млн л.н. и закончилась 1850–1830 млн л.н. [Schulz et al., 2007]. Ядерная зона юго-восточной провинции Черчилл сложена террейнами, собранными в результате коллизии кратонов Сьюпириор и Северо-Атлантического между 1860 и 1810 млн л.н. [James, Dunning, 2000]. Вдоль сдвиговой зоны Сноуберд (Канада) проявился третий этап гранулитового метаморфизма на уровне 1850 млн л.н., распространявшегося на смежный кратон Раи [Korff, 2002].

В результате этих орогений (коллизий), спаявших разрозненные фрагменты континентальной коры, возникли континенты Нена и Арктика, слияние которых между собой и с ранее образованным южным континентом в интервале 1,9–1,8 млрд л.н. привело к созданию нового суперконтинента Колумбия (Пангея-1).

СЦ 1920–1520 млн л.н. Колумбия — второй общепризнанный допангейский суперконтинент, объединявший почти все континентальные фрагменты в интервале 1920–1770 млн л.н.. Он практически соответствует Пангее-1, выделенной В.Е. Хаиным [Khain, Bozhko 1996], и одноименному суперконтиненту Д. Роджерса [Rogers, 1996; Rogers, Santosh, 2002].

Фрагментация Колумбии не была столь глобальной, как распад суперконтинента в предыдущем цикле, ее значительная часть уцелела от распада, а дробление коры и океанообразование происходили преимущественно в южной полусфере.

Конвергентная фаза рассматриваемого цикла включает ряд коллизионных событий, среди которых выделяется коллаж континентальных блоков Восточной Гондваны.

В Восточной Австралии в интервале 1,6–1,5 млрд л.н. отмечается аккреция микроконтинентов посредством частных коллизий, выраженная айзандской орогенией (1,58–1,54 млрд л.н., пояс Маунт Айза); оларийской (1,6–1,5 млрд л.н., блок Уильяма); каранской (1,56–1,54 млрд л.н., блок Голер); орогенией 1,55 млрд л.н. в блоке Джорджтаун [Betts, Giles, 2001]. Вдоль южного края блока Аранта в результате Лебигской орогении (1640 млн л.н.) произошла коллизия блока Варумпи с Северо-Австралийским кратоном [Betts et al., 2002]. Коллаж континентальных блоков Восточной Антарктиды окончательно сформировался к рубежу 1,5 млрд л.н.

Около 1600 млн л.н. произошло слияние Банделькандского, Дарварского и Трансаравалийского блоков. Эти события лет отражены в Сатпурском и Восточно-Гатском поясах (1600–1500 млн л.н.), а также в окончании делийской орогении (1650 млн л.н.). Новообразованный Индийский субконтинент был причленен к Австралии и Антарктиде. Таким образом, была сформирована Восточная Гондвана [Sankaran, 1999].

На западе Амазонского кратона в результате орогении Риу Негру Дж. Журуена (1555 млн л.н.) произошло становление одноименного орогенического пояса [Tassinari et al., 1999].

С этим событием и с готским орогенезом Швеции сопоставляется завершение эволюции комплекса Ипембе в Северо-Западной Намибии (1640–1450 млн л.н.), включавшей седиментацию, гранулитовый метаморфизм (1520–1510 млн л.н.) и эксгумацию (1450 млн л.н.) [Seth et al., 2003].

В северной полусфере конвергентные процессы происходили в это время лишь в аккреционно-коллизионном поясе по линии: юго-запад США — Гренвилльская провинция — Швеция. Значительные корообразующие процессы аккреционного характера имели место на юго-западе США от Вайоминга до Нью-Мексико в виде двух орогений: явапайской (~1700 млн л.н.) и мазатцальской (1,68–1,65 млн л.н.) [Magnani et al., 2004; Nyman et al., 1994]. В Гренвилльской провинции Канады довольно широко проявились лабрадорская (1,7–1,6 млрд л.н.) и пинварианская (1,51–1,45 млрд л.н.) орогении [Berman et al., 2000]. В юго-западной части Балтики установлена последовательность корообразующих событий в интервале 1,7–1,55 млн л.н. (готская орогения), включающих аккрецию островных дуг на фоне обращенной к западу субдукции [Connolly, 2001]. Синхронно в пределах свекофеннид шло становление анорогенных гранитов-рапакиви [Åhäll et al., 1998].

Проявление готской орогении отмечено при формировании Западного ортогнейсового комплекса Норвегии в интервале 1640–1622 млн л.н. в обстановке активной континентальной окраины и коллизии [Skar, 2000]. Формирование готской коры Скандинавии происходило в течение трех последовательных фаз субдукции: 1,73; 1,66–1,61 и 1,59–1,56 млн л.н. [Mansfeld, Andersen, 1999]. Другие авторы определяют готскую орогению в интервале 1700–1500 млн л.н. [Buchan et al., 2001]. Остается открытым вопрос: произошло ли полное замыкание океана по линии юго-запад США — Скандинавия? Возможно, аккреционные процессы на юго-западе США не привели к межконтинентальной коллизии, и в теле будущего суперконтинента оставался залив, тогда как орогенические коллизионные процессы произошли только в Лабрадорско-Готском поясе.

Объединение континентальных фрагментов в конце описанного СЦ привело к созданию нового суперконтинента.

СЦ 1520–1120 млн л.н. Время существования нового суперконтинента, названного автором Готией, отвечает в основном раннему рифею отечественной шкалы, оно характеризуется преобладанием поднятий. Дробление Готии вновь носило глобальный рассредоточенный характер. Оно привело к раскрытию океанических бассейнов с формированием пассивных ветвей тройных сочленений (Белт, Лабрадор, трог между Балтикой и Гренландией и др.). Произошло разделение блоков Янцзы и Катазия, раскрытие Гренвилльского (Гренвилл–Льяно), Свеконорвежского океанов, Казахстанских трогов, а в южном ряду — океана Намаква–Наталь и Кибарских трогов

Африки, поясов Агупеи—Сунсас, Каририс Вельос и др., Южной Америки, а также фрагментация Австралийского кратона.

Конвергентная стадия цикла отражена в орогениях на уровне 1100–1000 млн. лет и хорошо исследована, особенно в ходе выполнения научных международных проектов по Родинии.

В Гренвильско-Скандинавском океане возникла магматическая дуга с направленной к югу субдукцией. Коллизия этой дуги с Южной Лаврентией—Балтикой выразилась в эльзевирской орогении (1250–1190 млн л.н.) [Gower, Tucker, 1994]. Коллизия континент-континент вдоль юго-востока Лаврентии произошла в интервале 1,19–1,0 млрд л.н. с тремя импульсами (Шавиниган, Оттава, Риголет), разделенными периодами растяжения [Rivers, 1997]. Свеконорвежская орогения имела место 1,1–0,9 млрд л.н. В стадию слияния блоки Янцзы и Катазия испытали коллизию — орогению сибао (~1000 млн л.н.) с образованием Южно-Китайского блока [Zhai et al., 2003]. Замыкание трогов Казахстана завершилось иссидонской складчатостью [Khain, Bozhko, 1996].

Синхронные события имели место в Восточных Гатах во время коллизии Протоиндии с Восточно-Антарктическим кратоном и на юге Австралии, где произошло причленение Южно-Австралийского кратона (провинция Курнамона и кратон Голер) к северной части континента с образованием орогена Олбани Фрезер—Масгрейв [Betts, Giles, 2006].

Орогенические процессы, сопровождавшиеся коллизионным метаморфизмом, происходили в поясах Намаква—Наталь, Ирумидском. В Кибарском поясе Центральной Африки первая фаза диастрофизма датируется 1,26 млрд л.н., а главная фаза — ~1,18 млрд л.н. Становление пояса завершилось формированием посттектонических гранитов (1,13–0,9 млрд л.н.) [Khain, Bozhko, 1996].

Конвергентные процессы в конце СЦ 1520–1120 млн л.н. привели к созданию суперконтинента Родиния, выделенного в 1990 г. М. и Д. Мак-Менаминами.

СЦ 1120–720 млн л.н. Родиния — третий, утвердившийся в воззрениях геологов допангейский суперконтинент (несмотря на существующие споры относительно его палеогеографии). Он вписывается в схему суперконтинентальной цикличности, а его существование доказано историко-геологическими данными.

Распад Родинии был локализован в основном в пределах южной полушария. Он выразился в образовании древних пассивных окраин вдоль новообразованных океанических бассейнов будущих панафриканских орогенов: западных конголид, бразилид, катангид, фарузид и др.

В северной полушарии к неопротерозою относится раскрытие некоторых частей Палеоазиатского океана и Цзяннанской системы Юго-Восточного Китая.

К этому же времени относится заложение ленты пассивных окраин Тихоокеанского кольца и форми-

рование карбонатно-терригенных пород и турбидитов серий Уиндермир, Бедмор, Аделаида и др. [Khain, Bozhko, 1996].

Завершение СЦ отмечено континентальными коллизиями, главнейшие из них происходили в южной полушарии. Это панафриканские (панбразильские) орогении, продолжавшиеся в интервале 750–650 (500) млн л.н. и приведшие к слиянию всех южных континентальных фрагментов в мегаконтинент Гондвана.

В формировании Восточной Гондваны (Индия—Антарктида—Австралия) отмечаются две фазы: 750–620 и 570–530 млн л.н. В течение первой фазы был сформирован Восточно-Африканский ороген (ВАО) за счет аккреции островных дуг на территории будущего Аравийско-Нубийского щита и косой коллизии района континентальных блоков Индии, Восточной Антарктиды, Мадагаскара и Сейшельских островов с Африкой в районе Танзании—Кении и севернее.

Значение событий второй фазы трактуется неоднозначно: одни исследователи [Dalziel, 1991; Mooges, 1991; Preiss, 2000] полагают, что заключительное событие в сложной истории панафриканской орогении выразилось в косой коллизии (орогения Куунга) Австралии и части Восточной Антарктиды с ВАО [Meert, 2002] и произошло в среднем кембрии, т.е. ~500 млн л.н. Другие ученые [Stern et al., 1992; McKerrrow et al., 1991] считают, что такая коллизия вдоль Мозамбикского пояса произошла значительно раньше (приблизительно на 200 млн лет), в интервале 650–750 млн л.н., тогда как Е.В. Михальский рассматривает эти процессы в виде тектонотермальной переработки мезопротерозойской коры [Михальский, 2007]. Если верна первая точка зрения, Мозамбикский океан между Восточной и Западной Гондваной, а возможно, и океан Адамастор между Патагонией и Африкой, следует рассматривать как заливы Панталласы, вдававшиеся глубоко в Гондвану и замкнувшиеся уже в начале следующего цикла.

Западная Гондвана (Африка—Южная Америка—Аравия) формировалась в основном в интервале 850–600 млн л.н. Закрытие океана между Западно-Африканским и Сахарским кратонами и коллизия с образованием гранулитов в Транссахарском поясе имели место между 640 и 610 млн л.н. [Duclaux et al., 2006], а гранулитовый коллизионный метаморфизм в Камерунском поясе—620 млн. лет [Toteu et al., 1994].

В развитии бразилид выделяются три орогенические фазы: 790–700, 640–620, 590–560–500 млн л.н., соответствующие трем панафриканским: 850–700, 650–600 и 590–540 млн л.н. [Silva et al., 2005]. Коллизия Восточной и Западной Гондваны произошла в интервале 600–500 млн л.н.

В северном ряду панафриканская орогения проявилась незначительно. Орогенические процессы (складчатости Цзяннанская, Янцзы) происходили на окраине кратона Янцзы в интервале 880–750 млн л.н.

[Xiao et al., 2007]. Возраст главной складчатости в Енисейском кряже недавно определен приблизительно в 800 млн лет. По последним данным, коллизия Центрально-Ангарского террейна с Сибирью имела место в интервале 760–720 млн л.н. [Vernikovskiy et al., 2007].

К венду–кембрию относят формирование Тимана и фундамента Печорской плиты, но существуют представления о том, что Балтика была в это время частью Гондваны, а ороген восточнее и северо-восточнее Балтики был продолжением Кадомско-Авалонского аккреционного пояса Перигондваны. Таким образом, Лавразия в основном оставалась относительно монолитным фрагментом после распада Родинии.

В результате слияния обломков Родинии между собой и с новообразованной Гондваной возник «вендский суперконтинент» Паннотия, выделенный в 1995 г. С.М. Пауэллом.

СЦ 720–320 млн л.н. Существование Паннотии отмечено глобальным развитием материковых оледенений, с чем связано появление гипотезы «снежного кома» («snowball»). Распад суперконтинента произошел в интервале 625–555 млн л.н. [Bond, 1984], что соответствует датировке этого события в 570 млн л.н., полученной по палеомагнитным данным [Piper, 1983], он привел к обособлению мегаконтинента Гондвана и активному расколу Лавразии с образованием планетарных океанов Япетус, Палеоазиатский, Прототетис. В результате распада Паннотии обособилось несколько континентов, наиболее крупным из которых была Гондвана. Установлено, что к раннему кембрию Лаврентия, Балтика и Сибирь были отделены друга от друга и от Гондваны, о чем свидетельствует наличие их позднекембрийских пассивных окраин, а также фаунистические различия, указывающие на положение этих блоков на разной широте [McKegow et al., 1991]. В процессе каледонской, герцинской и киммерийской складчатостей, спаявших Лавразию, Гондвана оставалась когерентной, за исключением ее восточной части, для которой остается открытым вопрос о природе проявления раннепалеозойского тектогенеза, о чем говорилось выше. Коллизия Северной Америки с Европой привела к образованию Северных Аппалачей, а их последующая коллизия с Гондваной — к возникновению Южных Аппалачей. Коллизия Европы с Сибирью привела к образованию Уральского орогена. Фрагменты, отделенные от Гондваны, примкнули к Азии. К рубежу 320 млн л.н. в основном закончилась коллизия новообразованной Лавразии и Гондваны и возникла Пангея. Полная сборка Пангеи завершилась к 230 млн л.н., т.е. между средним и поздним триасом, и была отмечена киммерийской, индонезийской и раннеяшанской орогенциями, приведшими к слиянию Южно-Китайского блока и Киммерии с краем океана Палеотетис. Таким образом, для рассматриваемого СЦ характерна ситуация, противоположная предыдущему СЦ: сосредоточение процессов распада Паннотии и сборки Пангеи

в пределах Лавразии при когерентном состоянии мегаконтинента Гондвана.

СЦ 320±80 млн л.н. Пангея, выделенная А. Вегенером в 1912 г., представляет собой самый молодой и наиболее изученный суперконтинент. Распад Пангеи, начавшийся 170 млн л.н. в Центральной Атлантике и расколовший ее на Гондвану и Лавразию с образованием океана Неотетис, в дальнейшем охватил весь суперконтинент, но с некоторым преобладанием в пределах Гондваны, где в интервале 140–40 млн л.н. последовательно образовались молодые океаны и разделенные ими континенты.

Около 100 млн л.н. одновременно с продолжающимися раскрытиями молодых океанов, в частности Центральной Атлантики, начались конвергентные процессы в океане Тетис, продолжившиеся в виде альпийской складчатости. К концу мела Африка соединилась с Евразией, начался дрейф Индостана на север, приведший к его коллизии с Азией. Синхронно с этими событиями развивались аккреционные процессы на границе с Панталласой, в пределах Тихоокеанского кольца, что выразилось в андийской, невадийской, колымской, сихоте-алинской, камчатско-корякской складчатостях.

Следствия из обзора суперконтинентальной цикличности. Приведенный краткий обзор суперконтинентальных событий показывает различие между содержаниями отдельных СЦ, которое заключается в степени раскола суперконтинента, начинающего цикл, что соответственно отражается в числе будущих орогенических поясов. В одних СЦ этот распад охватывал весь суперконтинент и приводил к заложению относительно многочисленных зон океанической коры. Последние, развиваясь по циклу Вильсона, превращались в орогенические пояса, соединяющие, «спаивающие» между собой континентальные фрагменты, что ведет к сборке нового суперконтинента. В других циклах такой распад был неполным и ограничивался раскрытиями, локализованными в определенном сегменте суперконтинента, тогда как значительные его части избежали распада. Примечательно, что такая локализация распада концентрировалась попеременно — от цикла к циклу — то в Северном, то в Южном полушарии. В ходе такого СЦ образуется относительно незначительное число подвижных поясов, развивающихся на ювенильной коре и, следовательно, образование нового суперконтинента не сопровождается массовыми радиометрическими датировками магматических пород, свойственными СЦ первого типа. Это обстоятельство, по-видимому, объясняет то, что такие СЦ и суперконтиненты остаются иногда «незамеченными».

К СЦ первого типа относятся СЦ 3120–2720 млн л.н., включающий распад Ваалбары, СЦ 2320–1920 млн л.н. (распад Ятулии), СЦ 1520–1120 млн л.н. (распад Готии). Ко второму типу СЦ относятся СЦ 2720–2320 млн л.н. (распад Кенорландии), СЦ 1920–1520 млн л.н. (распад Колумбии), СЦ 1120–720

(распад Родинии), СЦ 720–320 млн л.н. (распад Паннотии) и, возможно, СЦ 320±85 млн л.н. (распад Пангеи).

Существование указанных СЦ отражает неоднородность мантийных конвективных процессов. Возможной причиной крупномасштабного распада суперконтинентов и возникновения СЦ первого типа является интенсивный разогрев мантии под суперконтинентом вследствие теплоэкранирующего эффекта последнего. В ходе СЦ второго типа такой эффект оказывается менее значительным из-за недостаточного скопления тепла для разогрева мантии до такой степени, которая вызывает крупномасштабный раскол суперконтинента с многочисленными континентами и океанами.

При этом выявляется, что до формирования Паннотии на рубеже около 700 млн л.н. эти типы СЦ последовательно сменялись в ходе единой суперконтинентальной цикличности, составляя попарно (первый+второй тип) мегациклы продолжительностью 800 млн лет, однако оба последних законченных СЦ (1120–720 и 720–320 млн л.н.) относятся ко второму типу, характеризуясь преимущественным распадом южной и северной полусфер соответственно. Современный, постпангейский, продолжающийся СЦ труднее поддается классификации. В нем отмечаются черты двух названных типов СЦ при некотором преобладании второго: сохранение единства крупных мегаконтинентов, таких как Евразия, Северная Аме-

рика, глобальный охват суперконтинента процессами распада, но все же более масштабными в Гондване.

Наметившиеся перемены в порядке смены типов СЦ, возможно, указывают на происходящие общие изменения в тепловом режиме мантии.

Заключение. На протяжении 3 млрд лет истории Земли в ходе единой суперконтинентальной цикличности, составляющей около 400 млн лет, отмечается проявление двух типов суперконтинентальных циклов. СЦ первого типа характеризуются рассредоточенным и относительно равномерным по площади глобальным распадом суперконтинента на относительно многочисленные континенты и океаны. СЦ второго типа характеризуются неравномерным, «неполным» распадом суперконтинента, локализуемым попеременно в каком-то сегменте Южного или Северного полушария, тогда как значительная его площадь остается вне распада.

Указанные типы СЦ сменяли один другой, составляя попарно до рубежа около 700 млн лет мегациклы продолжительностью 800 млн л.н., каждый из которых состоял из двух разнотипных СЦ, однако после распада Родинии практически наблюдается проявление лишь СЦ второго типа.

Различная степень фрагментации суперконтинентов, отраженная в двух типах СЦ, возможно, обусловлена неравномерным разогревом мантии, создаваемым суперконтинентами за счет теплоэкранирующего эффекта.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Божко Н.А. Суперконтинентальные циклы, эпизоды роста коры и глобальные геодинамические инверсии в эволюции биполярной Земли // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия: Мат-лы науч. совещ. Иркутск, 2001. С. 33–36.

Божко Н.А. Суперконтиненты в истории Земли // Фундаментальные проблемы геотектоники: Тез. докл. М.: ГЕОС, 2007. С. 91–96.

Божко Н.А. Суперконтинентальная цикличность в истории Земли // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 2. С. 13–28.

Докембрийская геология СССР. Л.: Наука, 1988. 440 с.

Михальский Е.В. Геология и эволюция земной коры Восточной Антарктиды в протерозое–раннем палеозое: Автореф. докт. дисс. М., 2007. 43 с.

Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 2008. 293 с.

Åhäll K.-I., Connell, J.N., Brewer T.S. Episodic rapakivi magmatism due to distal orogenesis? Correlation of 1,69–1,50 Ga orogenic and inboard, anorogenic events in the Baltic Shield Journal // Geology. 1998. Vol. 28, N 9. P. 823–826.

Almeida M.E., Macambira M.J.B., Oliveira E.C. Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1,97–1,96 Ga) in central portion of Guyana Shield // Precamb. Res. 2007. Vol. 155. P. 69–97.

Asami M., Suzuki K., Grew E.S. Chemical Th–U–total Pb dating by electron microprobe analysis of monazite, xenotime

and zircon from the Archean Napier Complex, East Antarctica: evidence for ultra-high-temperature metamorphism at 2400 Ma // Precamb. Res. 2002. Vol. 114. P. 249–275.

Barley M.E., Bekker A., Krapez B. Late Archean to Early Paleoproterozoic global tectonics, environmental change and the rise of atmospheric oxygen // Earth and Planetar. Sci. Lett. 2005. Vol. 238. P. 156–171.

Barton J.M., Holzer L., Kamber B. et al. Discrete metamorphic events in the Limpopo Belt, Southern Africa; implications for the application of P–T paths in complex metamorphic terrains // Geology. 1994. Vol. 22, N 11. P. 1035–1038.

Berman R.G., Easton R.M., Nadeau L. A New Tectonometamorphic Map of the Canadian Shield: Introduction // Canad. Mineral. 2000. Vol. 38. P. 277–285.

Betts P.G., Giles D. 1,6–1,5 Ga orogenies of Eastern Australia // A structural Odyssey. SGTSG Conference. Geol. 1 Societ. of Australia. Abstr. 2001. Vol. 64. P. 7–8.

Betts, P.G., Giles D., Lister G.S., Frick L.R. Evolution of Australian lithosphere // Austral. J. of Earth Sci. 2002. Vol. 49, N 4. P. 661–695.

Betts P.G., Giles D. The 1800–1100 Ma tectonic evolution of Australia // Precamb. Res. 2006. Vol. 144, N 1–2. P. 92–125.

Bond G., Nickerson P.A., Kominz M.A. Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories // Earth and Planetar. Sci. Lett. 1984. Vol. 70. P. 325–345.

Boniface N., Schenk V. Polymetamorphism in the Paleoproterozoic Ubendian Belt, Tanzania. Goldschmidt, 2007, abstr. Vol. 5902.

- Buchan K.L., Ernst R.E., Hamilton M.A.* et al. Rodinia the evidence from integrated palaeomagnetism and U–Pb geochronology // *Assembly and Breakup of Rodinia // Precamb. Res.* 2001. Vol. 110, N 1–4. P. 9–32.
- Condie K.C.* The supercontinent cycle: are there two patterns of cyclicity? // *J. African Earth Sci.* 2002. Vol. 35. P. 179–183.
- Connelly J.N.* Accretionary growth of the Sveconorwegian province of the Baltic shield between 1,7–1,5 Ga and links to intracontinental magmatism // *GSA Ann. Meeting, November 5–8, 2001. Sess. N 11. Proterozoic tectonic evolution of the Grenville Orogen in Eastern North America I. Pap. N 11.*
- Dalziel W.D.* Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent // *Geology.* 1991. Vol. 19. P. 598–601.
- Duclaux G., M not R.P., Guillot S.* et al. The mafic layered complex of the Kaby massif (North Togo and North Benin): Evidence of a Pan-African granulitic continental arc root // *Precamb. Res.* 2006. Vol. 151, N 1–2. P. 101–118.
- Fanning C.M., Moore D.H., Bennet V.C., Daly S.J.* The «Mawson Continent»: Archaean to Proterozoic crust in the East Antarctic Shield and Gawler Craton, Australia // *Geol. Soc. Austral.* 1996. Abstr. 41. P. 135.
- Gasquet D., Barbey P., Adou M., Paquette J.L.* Structure, Sr–Nd isotope geochemistry and zircon U–Pb geochronology of the granitoids of the Dabakala area (Cote d'Ivoire): evidence for a 2,3 Ga crustal growth event in the Palaeoproterozoic of West Africa? // *Precamb. Res.* 2003. Vol. 127. P. 329–354.
- Gower C. F., Tucker R.D.* Distribution of pre-1400 Ma crust in the Grenville province: Implications for rifting in Laurentia-Baltica during geon 14 // *Geology.* 1994. Vol. 22. P. 827–830.
- Khain V.E., Bozhko N.A.* Historical Geotectonics. Precambrian. New Delhi; Calcutta: Oxford&IBH Publ. Comp., 1996.
- Kopf C.F.* Archean and Early Proterozoic Events Along the Snowbird tectonic zone in Northern Saskatchewan, Canada. Gondwana // *Precamb. Res.* 2002. Vol. 5, N 1. P. 79–83.
- Kusky T.M., Li J.H.* Paleoproterozoic tectonic evolution of the North China Craton // *J. Asian Earth Sci.* 2003. Vol. 22. P. 383–397.
- Magnani M.B., Miller K.C., Levander A., Karlstrom K.* The Yavapai-Mazatzal boundary: A long-lived tectonic element in the lithosphere of southwestern North America // *GSA Bull.* 2004. September. Vol. 116, N 9–10. P. 1137–1142.
- Mansfeld J., Andersen T.* Formation of New Crust in Scandinavia Between 1,75 and 1,55 Ga as Evident from the Gothian Units of the stfold-Akershus Sector, SE Norway // *J. Conference Abstr. EUG 10.* (28 March – 1 April). 1999. Vol. 4, N 1.
- Mapeo R.B.M., Armstrong R.A., Kampunzu A.B.* Shrimp U–PB zircon geochronology of gneisses from the Gweta borehole, northeast Botswana: implications for the Palaeoproterozoic Magondi Belt in Southern Africa // *Geol. Magaz.* 2001. Vol. 138. P. 299–308.
- McKerrow W.S., Scotese C.R., Brasier M.D.* Early Cambrian continental reconstructions // *J. Geol. Soc. Lond.* 1991. Vol. 149. P. 599–606.
- Meert J.G.* A synopsis of events related to the assembly of eastern Gondwana // *Tectonophys.* 2002. Vol. 362. P. 1–40.
- Moeller A., Appel P., Mezger K., Schenk V.* Evidence for a 2 Ga subduction zone; eclogites in the Usagaran Belt of Tanzania // *Geology.* 1995. Vol. 23, N 12. P. 1067–1070.
- Moore E.M.* South-West US – East Antarctica (SWEAT) connection: a hypothesis // *Geology.* 1991. Vol. 99. P. 425–428.
- Nyman M.W., Karistrom K.E., Kirby E., Graubard C.M.* Mesoproterozoic contractional orogeny in Western North America: Evidence from ca.1,4 Ga plutons // *Geology.* 1994. Vol. 22. P. 901–904.
- James, D.T., Dunning, G.R.* U–Pb geochronological constraints for paleoproterozoic evolution of the core zone, south-eastern Churchill Province, northeastern Laurentia // *Precamb. Res.* 2000. Vol. 103 P. 31–54.
- Piper J.D.* Proterozoic paleomagnetism and single continent plate tectonics // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1983. Vol. 74. P. 163–197.
- Preiss W.V.* The Adelaide Geosyncline of South Australia and its significance in Neoproterozoic continental reconstruction // *Precamb. Res.* 2000. Vol. 100. P. 21–63.
- Rivers T.* Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications // *Precamb. Res.* 1997. Vol. 86. P. 117–154.
- Rogers J.J.W.* A history of continents in the past three billion years // *Geology.* 1996. Vol. 104. P. 91–107.
- Rogers J.J.W., Santosh M.* Configuration of Columbia. A Mesoproterozoic Supercontinent // *Gondwana Res.* 2002. N 5. P. 5–22.
- Sankaran A.V.* New explanation of the geological evolution of the Indian subcontinent // *Current Sci.* 1999. Vol. 77, N 3. P. 331.
- Schulz K. J., Cannon W.F.* The Penokean orogeny in the Lake Superior region // *Precamb. Res.* 2007. Vol. 157, N 1–4. P. 4–25.
- Seth B., Armstrong R., Brandt A.* et al. Mesoproterozoic U–Pb and Pb–Pb ages of granulites in NW Namibia: reconstructing a complete orogenic cycle // *Precamb. Res.* 2003. Vol. 126. P. 147–168.
- Silva L.C., McNaughton N.J., Armstrong R.* et al. The neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U–Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens // *Precamb. Res.* 2005. Vol. 136, N 3–4, P. 203–240.
- Skar O.* Field relations and geochemical evolution of the Gothian rocks in the Kvamsay area, southern Western Gneiss Complex, Norway // *Norges geol. Undersokelse Bull.* 2000. N 437.
- Stein H.J., Hannah J.L., Zimmerman A.* et al. 2,5 Ga porphyry Cu–Mo–Au deposit at Malanjhand, central India: implications for Late Archean continental assembly // *Precamb. Res.* 2004. Vol. 134, N 3–4. P. 189–226.
- Stern R.J., Sultan M., Abdel-Salam M.G.* Comment on Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent // *Geology.* 1992. Vol. 5. P. 190.
- Swain G., Woodhouse A., Hand M.* et al. Provenance and tectonic development of the late Archean Gawler Craton, Australia; U–Pb zircon, geochemical and Sm–Nd isotopic implications // *Precamb. Res.* 2005. Vol. 141, N 3–4. P. 106–136.
- Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B.* Geochronological provinces of the Amazonian Craton // *Episodes.* 1999. Vol. 22, N 3. P. 174–182.
- Toteu S.F., Schmus W.R. van, Penaye J., Nyob J.B.* U–Pb and Sm–N edvidence for Eburnian and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon // *Precamb. Res.* 1994. Vol. 67, N 3–4. P. 321–347.

Trap P., Faure M., Lin W., Monié P. Late Paleoproterozoic (1900–1800 Ma) nappe stacking and polyphase deformation in the Hengshan–Wutaishan area: Implications for the understanding of the Trans-North-China Belt, North China Craton // *Precamb. Res.* 2007. Vol. 157, N 1–4. P. 235–268.

Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Wingate M.T.D. et al. The 880–864 Ma granites of the Yenisey Ridge, western Siberian margin: Geochemistry, SHRIMP geochronology, and tectonic implications // *Precamb. Res.* 2007. Vol. 154, N 3–4. P. 175–191.

Wan Y., Song B., Liu D. et al. SHRIMP U–Pb zircon geochronology of Palaeoproterozoic metasedimentary rocks in the North China Craton: Evidence for a major Late Palaeoproterozoic tectonothermal event // *Precamb. Res.* 2006. Vol. 149, N 3–4. P. 249–271.

Xiao L., Zhang, Ping-Ze Ni H., Xiang H., Liu X. LA–ICP–MS U–Pb zircon geochronology of early Neoproterozoic mafic-

intermediate intrusions from NW margin of the Yangtze Block, South China: Implication for tectonic evolution // *Precamb. Res.* 2007. Vol. 154, N 3–4. P. 221–235.

Zegers T.E., Wit J. de, Dann J., White S.H. Vaalbara, Earth oldest assembled continent? Combined structural, geochronological and paleomagnetic test // *Terra Nova.* 1998. N 10. P. 250–259.

Zhai M., Shao J., Hao J., Peng P. Geological Signature and Possible Position of the North China Block in the Supercontinent Rodinia // *Gondwana Res.* 2003. Vol. 6, N 2. P. 171–183.

Zhao G., Wilde S.A., Cawood P.A. And Min Sun. Shrimp U–Pb Zircon Ages Of The Fuping Complex: Implications For Late Archean to Paleoproterozoic Accretion and Assembly of the North China Craton // *Amer. J. of Sci.* 2002. Vol. 302. P. 191–22.

Поступила в редакцию
14.09.2010